

Санкт-Петербургский государственный университет

БОРИСОВА Екатерина Андреевна

Выпускная квалификационная работа

**Минералогия ксенолитов щелочных пород
в эоловых туфах Лаэтоли, Танзания**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Геология»

Научный руководитель: д. г-м. н.,
профессор. Зайцев Анатолий Николаевич

Рецензент: к.г.-м.н. Сорохтина Наталья
Владимировна

Санкт-Петербург

2018

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геологическое строение территории.....	4
1.1 Общая геология.....	4
1.2 Геология Лаестоли.....	7
Глава 2. Петрографическое описание	10
Глава 3. Результаты исследования	25
Выводы.	29
Список литературы.....	30
Приложение 1.....	31

Введение

Лаетоли – местность в Танзании, располагающаяся примерно в 20 км на запад от вулкана Садиман. Эта область знаменита тем, что здесь в 1978 г. в туфах были найдены отпечатки ног прямоходящих гоминид, живших, предположительно, 3.5 млн лет назад. Туфы Лаетоли были изучены довольно подробно, исследованию их происхождения и составу посвящено много работ. Однако, ксенолиты, установленные в разрезе отложений Лаетоли, изучены довольно слабо. В данной работе сделана попытка определить происхождение ксенолитов.

Цель исследования – установление принадлежности ксенолитов пород в туфах Лаетоли к определённой серии горных пород, предположение о их возможном источнике. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Сбор и анализ фондовых материалов по объекту.
2. Петрографическая характеристика образцов;
3. Диагностика минералов;
4. Определение химического состава минералов;
5. Сравнить полученные данные с известными данными по туфам Лаетоли и вулкану Садиман.

Методы исследования. Для диагностики минералов использованы; петрографическое исследование шлифов с помощью оптического микроскопа Leica, рентгеноспектральный микроанализ с использованием электронных микроскопов с энергодисперсионными приставками Hitachi TM3000 в ресурсном центре «Микроскопии и микроанализа», и Hitachi S-3400N в ресурсном центре «Геомодель». Для расчета формул минералов использованы составы, полученные путем микрозондового анализа.

В ходе работы были описаны 9 образцов пород, 9 полированных шлифов и 8 полированных аншлифов к ним; проведен рентгеноспектральный микроанализ образцов, рассчитаны формулы основных минералов.

Благодарности: выражаю свою благодарность сотрудникам РЦ «Геомодель» и сотрудникам РЦ «Микроскопии и микроанализа», в частности Янсон С. Ю. за помощь в проведении анализов.

Глава 1. Геологическое строение территории

1.1 Общая геология.

Рельеф Африканского континента представлен несколькими широкими пониженными бассейнами, окруженными высокими плато. Такое строение поверхности характерно для континентальных щитов и называется структурой «прогибов и куполов». Плато Восточной Африки – территория, где особенно ярко выражен «купол». Восточно-Африканская рифтовая долина протягивается на 6 000 км с севера на юг от Красного моря до низовьев реки Замбези. Гигантские грабены, наблюдаемые в Восточной Африке, называются рифтовыми долинами, и Грегори (1896 г.) первым установил, что они в действительности являются узкими депрессиями, ограниченными несколькими сбросами. Огромные депрессии обнаружены не только в пределах Африканского континента, но также в Красном море и Аденском заливе.

Средняя высота Восточно-Африканского плато около 1000 м. Его центром является огромный бассейн, заполненный мелководным оз. Виктория. Восточный и западный борта этого бассейна ограничены более приподнятыми областями, возвышающиеся на 1000 – 2000 м над поверхностью плато. Восточно-Африканская рифтовая долина делится на Восточный и Западный рифты, располагающиеся на этих возвышенностях. Западный рифт представлен цепью узких озер, начинающейся от оз. Альберт на севере и продолжающейся до оз. Ньяса (Малави) на юге. [Геологические структуры, 1990].

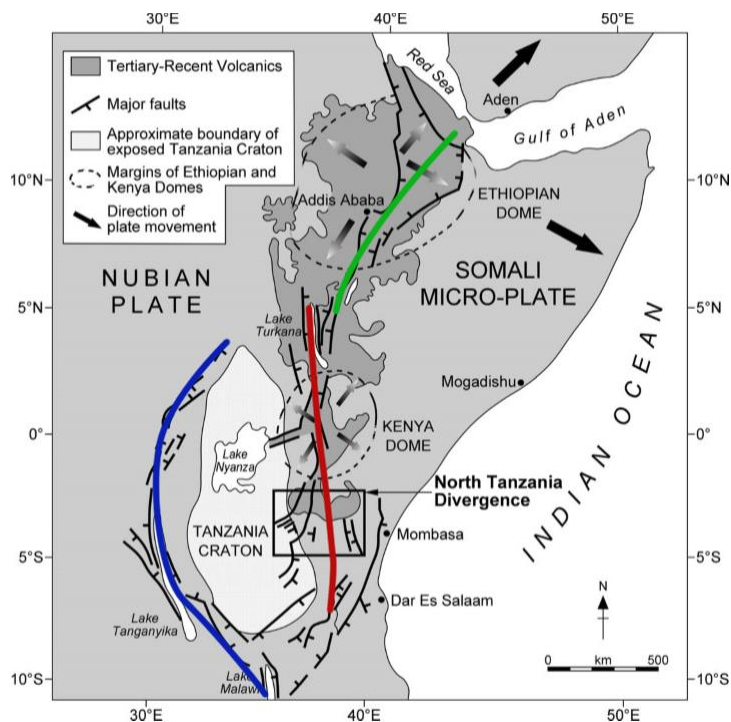


Рис.1.1 Цветами на карте обозначены: зеленым – Эфиопский рифт, красным – рифт Грегори (Кенийский рифт), синим – Западная ветвь [Dawson, J. B. 2008]

По сохранившимся эрозионным поверхностям были исследованы перепады высот. По этим данным было установлено, что Западная Кения и Северная Танзания с середины палеоген-неогенового времени поднялись почти на 1800 м и что по форме это поднятие представляло собой купол, удлинённый в меридиональном направлении. Этот приподнятый пояс называется Кенийским куполом, а такая же область в Эфиопии – Эфиопским куполом. По гребню этих двух куполов Восточная рифтовая зона простирается к северу вплоть до впадины Афар. Восточный рифт, который протягивается в Кению и Танзанию, называется рифтом Грегори по имени Дж. В. Грегори.

Дно рифта относительно плоское. Оно разделено на несколько впадин небольшими поперечными поднятиями. Большинство озерных бассейнов в зоне Восточного рифта мелкие, встречаются также кратерные озера. Многие озера образуют изолированные внутренние дренажные бассейны и благодаря чрезвычайно сухому климату имеют тенденцию к высокой концентрации соли. На оз. Магади и Южной Кении из эвапоритов, образовавшихся в этих условиях, добывают соль.

Рифтовые долины ограничены несколькими сбросами. Главные сбросовые уступы рифта Грегори имеют высоту 1500 м и образуют грабен шириной около 50 км. Предполагают, что полное вертикальное перемещение по краевым сбросам достигает 300 – 4000 м. Для Восточно-Африканской рифтовой зоны характерно постоянство ширины рифтовой долины, составляющей 40 – 60 км [Геологические структуры, 1990].

Щит Танзании, окружающий оз. Виктория, ограничен с востока и запада двумя докембрийскими метаморфическими зонами, которые называются «Мозамбикская метаморфическая зона» (835 – 400 млн. лет), простирающаяся с севера на юг и «Урундинская метаморфическая зона» (2100 – 1950 млн. лет), простирающаяся с северо-запада на юго-восток. Восточный рифт развит вдоль западного края Мозамбикской метаморфической зоны, а Западный рифт тянется по Урундинской метаморфической зоне.

На территории от Эфиопии и Сомали до южной части Аравийского полуострова, начиная с триаса, регулярно повторялись морские трансгрессии Индийского океана. В позднем эоцене подъем этой области вызвал внезапную регрессию. Это воздымание сопровождалось извержениями трещинного типа. Щелочные базальты покрыли весь регион Эфиопии. Платобазальты, называемые трапповой серией, имеют на плато мощность в несколько сотен метров, а на бортах рифта – свыше 2000 м. Подъем фундамента и излияние платобазальтов произошли примерно в одно время, в раннем триасе, и сопровождали подвижки вдоль центральной оси воздымающейся зоны. Это была первая стадия развития рифта в Эфиопии. Активность щитовых вулканов центрального типа возникла на Эфиопском нагорье в раннем миоцене, и примерно в то же время

произошли излияния базальтов в депрессии Афар. В плиоцене центральная часть южной Эфиопии покрылась спекшимися туфами. В раннем плейстоцене вдоль центральной оси Эфиопского рифта сформировался грабен. Во время этих движений вдоль оси рифта в некоторой степени проявлялся вулканизм от базальтового до кислого состава. После плейстоцена дно рифта подверглось интенсивному взламыванию и вдоль его оси образовался сбросовый пояс Вонжи. Этот пояс шириной 3 – 15 км характеризуется серией сбросов, сопровождаемых открытыми трещинами растяжения и четвертичными кальдерными вулканами [Геологические структуры, 1990].

Самый ранний вулканизм в рифте Грегори начался с излияния миоценовых базальтов в депрессии Туркана на севере Кении (14 – 23 млн. лет). Примерно в то же время в регионе границы Кения – Уганда проявлялась вулканическая активность центрального типа с излиянием лав щелочного состава. Щелочной комплекс, сопровождаемый карбонатитами, наблюдается в рифте Кавирондо, который ответвляется от центральной части рифта Грегори в западном направлении. В позднем миоцене (11 -14 млн лет) воздымание Кенийского купола сопровождалось излияниями фонолитов трещинного типа, которые покрыли обширные площади в Южной Кении. По гребню этого купола сформировался асимметричный грабен, ограниченный сбросами только по западному борту. В плиоцене на дне рифта происходили излияния лав трахитового и базальтового состава, а пепловые потоки, изливавшиеся через уступы рифта на плато, застывали в игнимбриты. В это время в восточной части Кенийского купола начали строиться грандиозные изолированные вулканы центрального типа, такие как г. Кения и г. Килиманджаро. К концу плиоцена Кенийский купол поднялся еще на 1500 м, и рифтовые структуры вдоль его центральной оси почти полностью завершили свое развитие. Вулканическая активность и сбросообразование в позднем плейстоцене, по-видимому, были ограничены дном рифта и привели к развитию нескольких мелких кальдер и густой сети небольших разломов, расположенных на расстоянии 2 – 3 км. друг от друга [Геологические структуры, 1990].

Вулканическая активность в Западном рифте ограничена тремя небольшими площадями, расположенными между озерами Альберт и Танганьика и регионом Мбея в зоне его пересечения с Восточным рифтом. Все они были активны с плиоцена, а вулканы Нуамлагира и Нирагонго к северу от оз. Киву активны и в настоящее время. В Западном рифте почти не проявляется признаков развития вулканических покровов, поэтому докембрийский фундамент обнажается непосредственно от плеча рифта до его краевых частей. Древнейшие осадочные породы, обнажающиеся на дне рифта, представляют собой

нижнемиоценовые мелководные озерные или болотные отложения [Геологические структуры, 1990].

1.2 Геология Лаетоли.

Область исследования – район Лаетоли – располагается в южной части Восточного Рифта, на плато к северу от озера Эяси, и располагается на водоразделе между озером Эяси и ущельем Олдувай. На северо-востоке и востоке плато ограничено большими вулканами Лемагрут и Садиман, и кальдерой Нгоронгоро [Richard I. Hay, 1987].

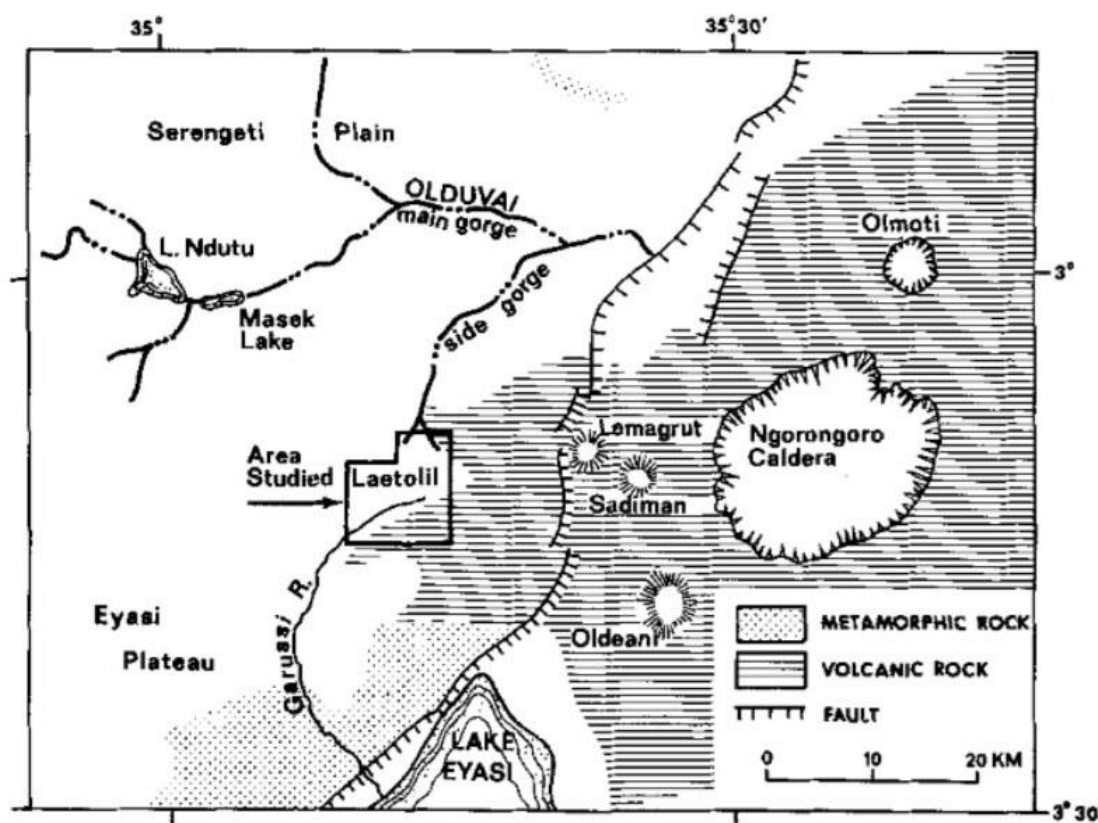


Рис 1.2 Расположение области исследования [Richard I. Hay, 1978].

Плато Эяси представлено породами докембрийского фундамента, перекрытыми отложениями плиоценового и плейстоценового возраста. Породы фундамента состоят из двух структурных провинций: относительно неметаморфизованные породы, главным образом гранитные, Танганьикского щита на юго-западе и метаморфические породы Мозамбикского пояса на северо-востоке. Стратиграфия и геологическая история плато Эяси были впервые изучены Кентом (1941 г.). Он использовал название речная серия Вогел (Vogel River Series) для стратиграфической последовательности, покрывающей докембрийский фундамент. Серию Вогел Кент подразделял на нижний блок (lower unit) -

горизонт Лаетоли (Laetolil Beds) и верхний блок (upper unit) - горизонт Нгалоба (Ngaloba Beds) [Richard I. Hay, 1987].

Более поздние стратиграфические исследования выявили последовательность гораздо более мощную и сложную, чем та, которую предусматривает Кент. Горизонт Лаетоли имеет мощность, как минимум, 123 м и делится на две части различной литологии. Нижняя свита, мощностью 64 м, состоит главным образом из эоловых туфов переслаивающихся с не перемещенными (air-fall) туфами и туфами, переработанными водой (water-worked). В нижней части свиты находятся несколько горизонтов конгломератов и брекчий. Верхняя свита имеет мощность 59 м и состоит преимущественно из эоловых туфов, но содержит некоторое количество не перемещенных (air-fall) туфов и несколько горизонтов ксенолитов (Рис. 1.3.б).

Преимущественно палевый витрокластический туф мощностью около 8 м называется Желтым маркерным туфом и образует верхний слой верхней свиты. Этот характерный не перемещенный туф широко распространен в верхней свите и служит основой для корреляции. Горизонты ксенолитов также широко распространены и помогают в корреляции, особенно к западу от Лаэтоли [Richard I. Hay, 1987].

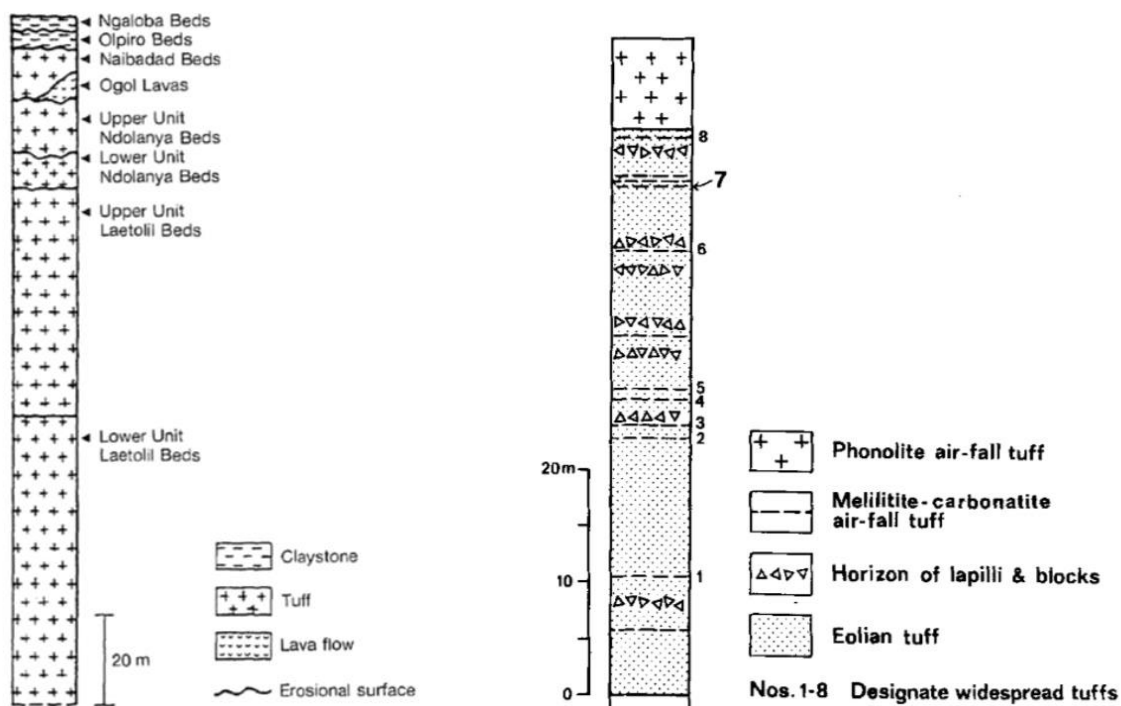


Рис 1.3 а) Разрез отложений в области Лаэтоли [Richard I. Hay, 1987].

Рис 1.3 б) Разрез отложений Верхней свиты горизонта Лаэтоли [Richard I. Hay, 1987].

Отбор образцов для исследования проводился из горизонта блоков (horizon of lapilli & blocks), располагающегося между туфами 7 и 8.

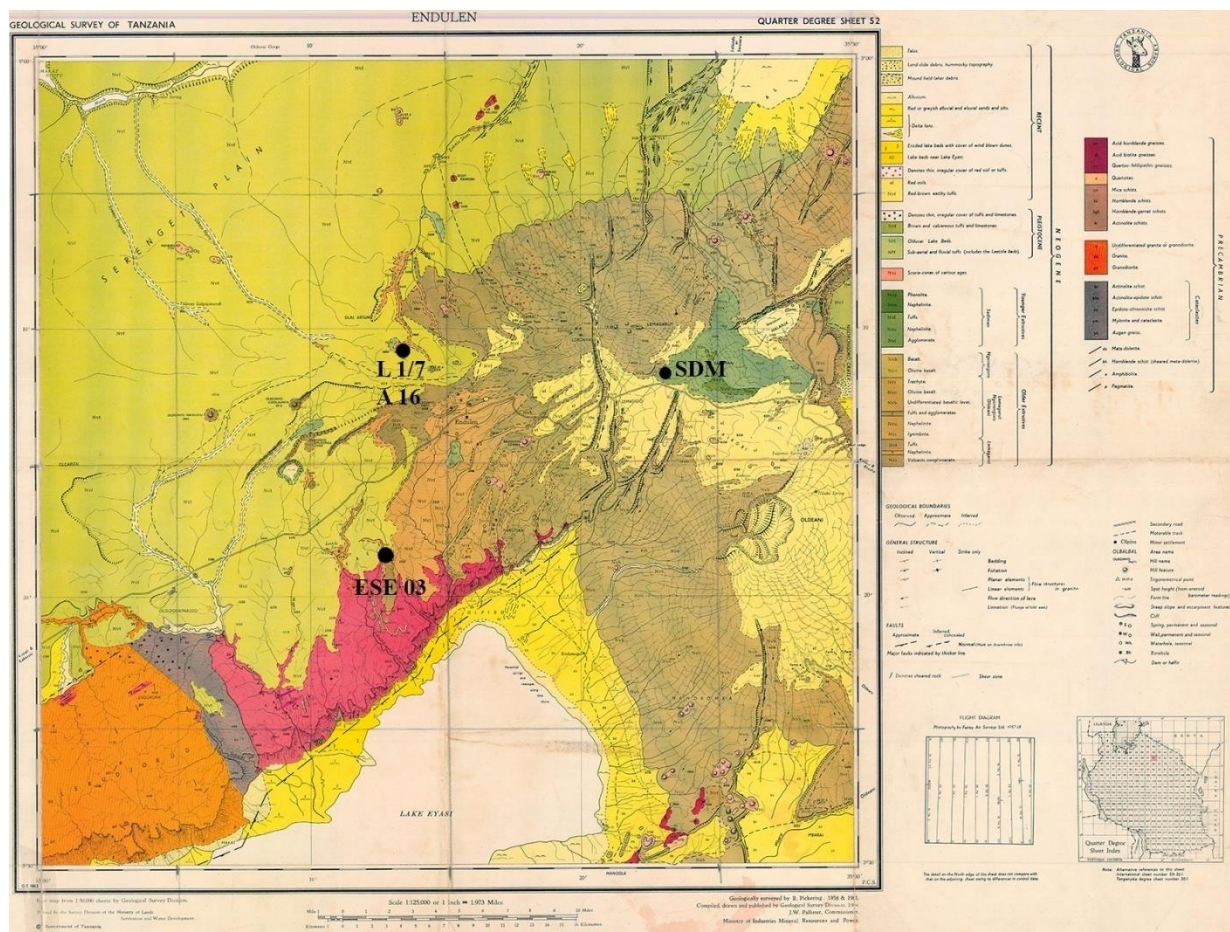


Рис. 1.4. Карта фактического материала.

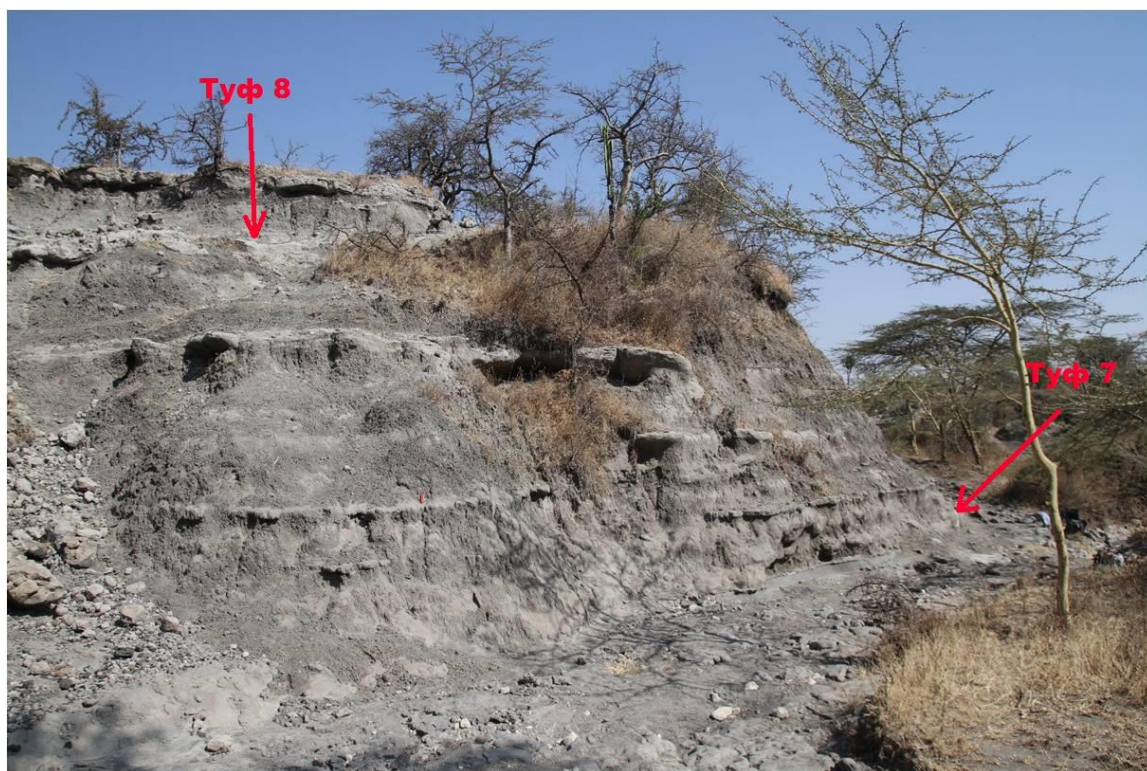


Рис. 1.5. Место отбора проб L 1. Фото Зайцев А. Н.

Глава 2. Петрографическое описание

L 1/7-1

Образец представляет собой среднезернистую породу зелено-серого цвета. Текстура породы такситовая, за счет неравномерного распределения магнетита и шорломита. Нефелин составляет 45-50% объема породы, пироксен - 25-30%. Также присутствуют шорломит (13-15%), магнетит (3-5%) и слюда. Вся порода разбита мелкими кальцитовыми жилами. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Нефелин в описываемой породе образует изометричные зерна размером от 0,2 до 0,6 мм. Кристаллы около 1 мм и более часто имеют неправильную форму, единичные кристаллы идиоморфны. В проходящем свете прозрачный, в скрещенных николях светло-серый. Нефелин не затронут вторичными изменениями, но разбит сетью трещин (Рис. 2.1, Рис.2.3).

Пироксен, по оптическим свойствам соответствующий диопсиду, в основном образует мелкие гипидиоморфнозернистые кристаллы размерами от 0,1 до 0,6 мм. Также пироксен встречается в виде крупных (до 2,5 мм), вытянутых кристаллов. Минерал в проходящем свете окрашен в светло-серые тона вдоль удлинения и темно-зеленые поперек. В некоторых кристаллах отмечается зональность, подчеркнутая включениями магнетита (Рис. 2.5). В скрещенных николях имеет окраску до фиолетовой первого порядка, показатель двупреломления равен 0,020 (здесь и далее показатель двупреломления определяется по таблице Мишель-Леви) (Рис. 2.1).

Шорломит встречается в виде округлых кристаллов, зачатую с включениями магнетита и нефелина (Рис. 2.4). Размеры кристаллов различны: от 0,1 до 1,5 мм. В проходящем свете шорломит темно-коричневый, в скрещенных николях изотропный (Рис. 2.2).

Магнетит образует пойкило-кристаллы, содержащие нефелин и пироксен, также выполняет промежутки между ними. Под электронным микроскопом также был найден апатит в виде округлых зерен. (Рис. 2.6).

Слюда в породе встречается в виде единичных аллотриоморфных кристаллов. По оптическим свойствам слюда соответствует железистому флогопиту. В проходящем свете плеохроирует от светло-желтого до коричневого цвета. В скрещенных николях имеет от зелено-желтого до красного цветов второго порядка. Двупреломление равно 0,031 (Рис 2.3).

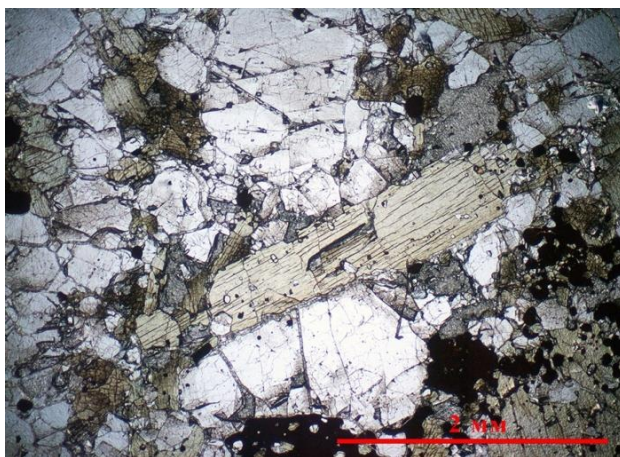


Рис. 2.1. Образец L 1/7-1. Вид в проходящем свете

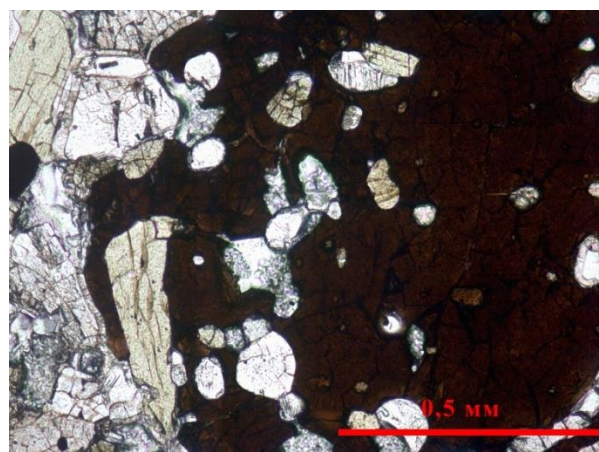


Рис. 2.2. Образец L 1/7-1. Вид в проходящем свете



Рис. 2.3. Образец L 1/7-1. Вид в проходящем свете

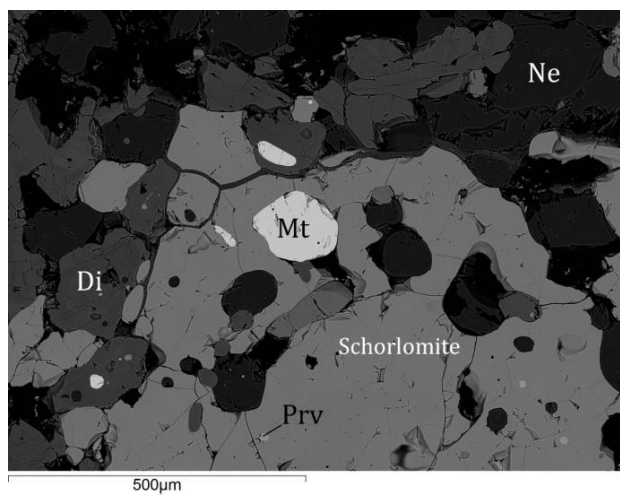


Рис. 2.4. Образец L 1/7-1. Вид в обратноотраженных электронах.

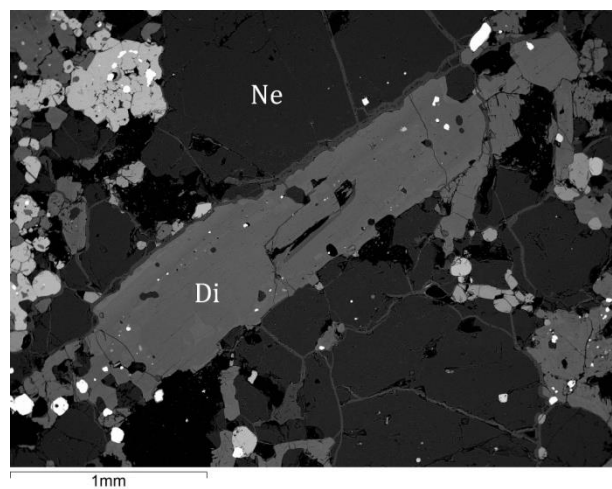


Рис. 2.5. Образец L 1/7-1. Вид в обратноотраженных электронах.

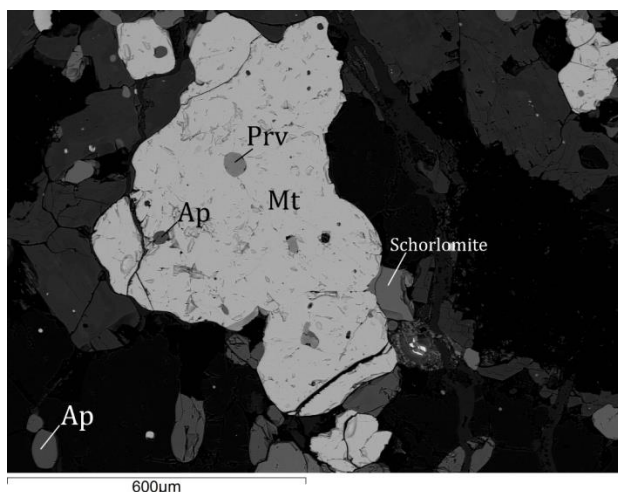


Рис. 2.6. Образец L 1/7-1. Вид в обратноотраженных электронах.

L 1/7-2

В этом образце можно выделить два различных участка.

В первом, наибольшем, участке порода среднезернистая, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура породы полнокристаллически-порфировая с микрозернистой основной массой. Главными компонентами являются пироксен, составляющий 50% объема породы, и нефелин, составляющий 15-20%. Также присутствует слюда, количество которой составляет 15%, и шорломит – 12%. Встречаются магнетит и перовскит. Порода разбита мелкими (от 0,2 мм) и крупными (до 8 мм) кальцитовыми жилами. Вдоль крупных жил наблюдаются вторичные изменения.

Во втором участке порода мелкозернистая, массивная, серо-зеленого цвета. Минеральный состав аналогичен первому участку. Содержание нефелина составляет 50%, пироксена – 30%, флогопита – 10%, магнетита – 3%.

Пироксен, также и как и в первом образце, по оптическим свойствам соответствует диопсиду. Он образует как и крупные идиоморфные вкрапленники размером от 0,1 до 0,4 см, так и мелкие (от 0,1 до 0,5 мм) аллотриоморфные кристаллы. Крупные кристаллы часто с включениями магнетита и нефелина. Цвет пироксена бледный серо-зеленый вдоль удлинения и темный серо-зеленый поперек удлинения. В скрещенных николях имеет окраску до голубой второго порядка, показатель двупреломления равен 0,024 (Рис. 2.7).

Нефелин встречается в виде вкрапленников от 0,2 до 0,4 см изометричной и округлой формы и мелких, около 0,15 мм, округлых кристаллов. В проходящем свете минерал прозрачный, в скрещенных николях серый. Также как и в первом образце нефелин разбит трещинами (Рис. 2.9).

Слюда в породе выполняет промежутки между зернами нефелина и пироксена. Размер зерен в основном от 0,1 до 0,3 мм, хотя встречаются и вытянутые крупные кристаллы до 20-30 мм. Цвета плеохроизма от бледно-коричневого и желтого до

коричневого. В скрещенных николях цвета интерференции от зеленого до желтого и оранжевого второго порядка.

Перовскит встречается в виде мелких (от 0,1 до 0,2 мм в поперечнике) округлых кристаллов, обросших шорломитом и магнетитом. В проходящем свете минерал светло-серый с бурым оттенком, в скрещенных николях светло-серый, хорошо видны полисинтетическое двойникование (Рис. 2.10, 2.11).

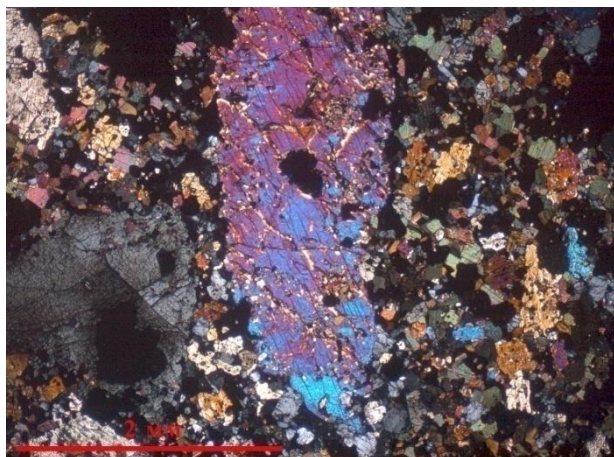


Рис. 2.7. Образец L 1/7-2. Вид в скрещенных николях

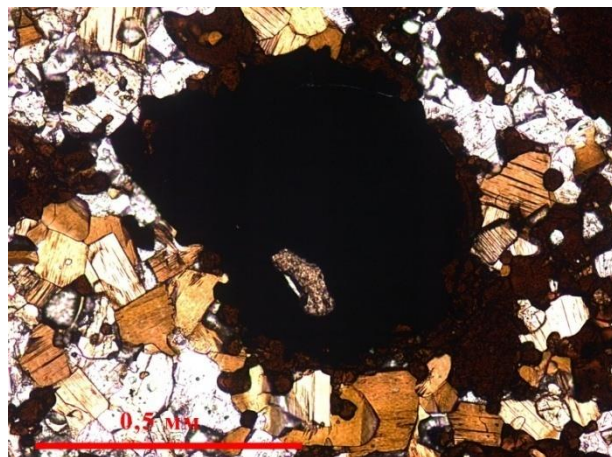


Рис. 2.8. Образец L 1/7-2. Вид в проходящем свете



Рис. 2.9. Образец L 1/7-2. Вид в скрещенных николях

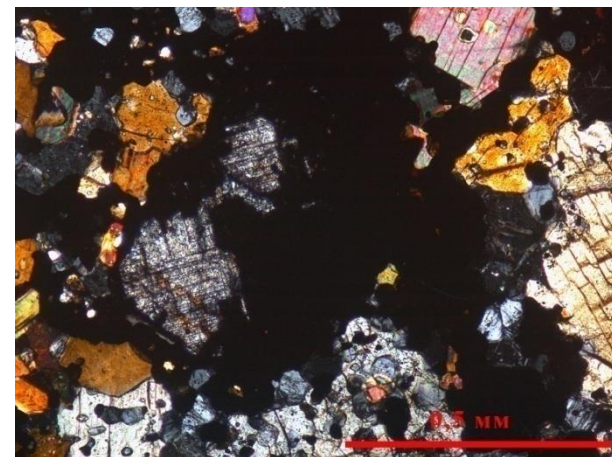


Рис. 2.10. Образец L 1/7-2. Вид в скрещенных николях



Рис. 2.11. Образец L 1/7-2. Вид в проходящем свете

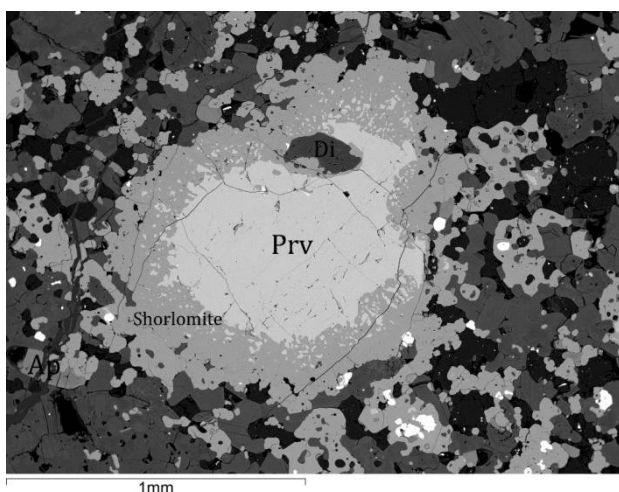


Рис. 2.12. Образец L 1/7-2. Вид в обратноотраженных электронах

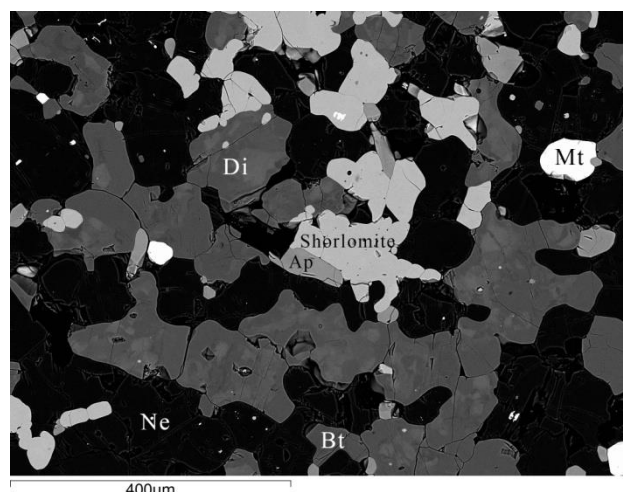


Рис. 2.13. Образец L 1/7-2. Вид в обратноотраженных электронах

ESE-03-01

Образец представляет собой средне-мелкозернистую породу темно-серого до черного цвета. Текстура породы массивная. Пироксен слагает 80% объема породы, перовскит – 10%. Магнетита и нефелина в породе мало, по 5% объема соответственно. Также наблюдается небольшая примесь слюды.

Пироксен в описываемом образце по оптическим свойствам соответствует диопсиду. Минерал образует кристаллы 0,5-2 мм, встречаются единичные до 8 мм. Кристаллы вытянутые, пойкилитовые, с включениями перовскита, нефелина, слюды и магнетита. В проходящем свете – зеленоватый, в скрещенных николях сине-голубой до зеленого. Показатель двупреломления равен 0,024. Углы погасания 35-40°. Отчетливо видны зоны роста (Рис. 2.14, 2.15).

Перовскит образует изометричные кристаллы 0,05-0,1 мм в диаметре. Встречаются крупные кристаллы до 2 мм, в которых видны включения нефелина и слюды. В

проходящем свете минерал коричневый, в скрещенных николях – серый, отчетливо видно полисинтетическое двойникование (Рис. 2.16).

Нефелин встречается в виде кристаллов размером до 1 мм, неправильной, округлой формы. В проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях – светло-серый (Рис. 2.14).

Магнетит встречается как в виде мелких, доли миллиметра, зерен, так и крупных, до 2 мм с включениями перовскита и нефелина.

Апатит, обнаруженный под электронным микроскопом, образует округлые кристаллы (Рис. 2.18).

Слюда по оптическим свойствам соответствует биотиту. В проходящем свете отмечается плеохроизм от бледно-коричневого до темно-коричневого с зеленоватым оттенком. В скрещенных николях имеет цвет грязно-оранжево-зеленый.

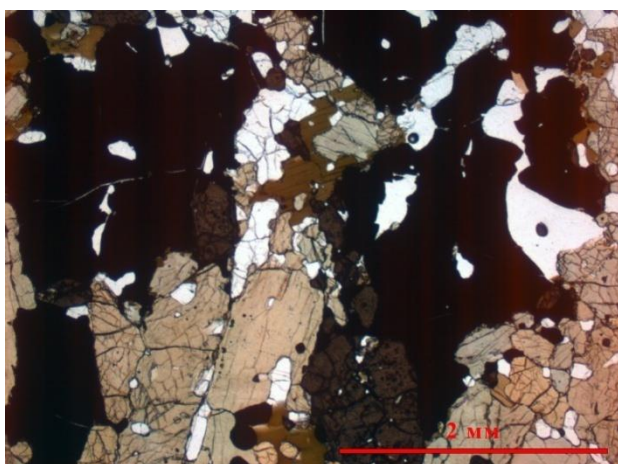


Рис. 2.14. Образец ESE-03-01. Вид в проходящем свете

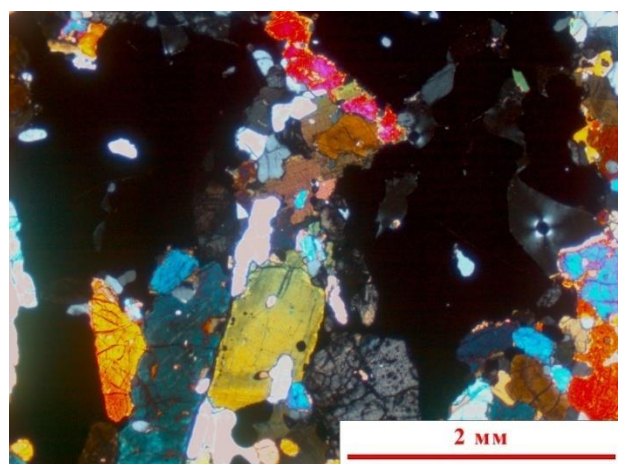


Рис.2.15. Образец ESE-03-01. Вид в скрещенных николях

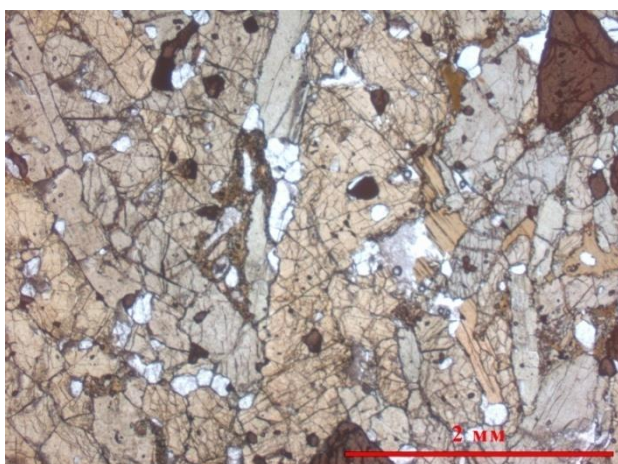


Рис. 2.16. Образец ESE-03-01. Вид в проходящем свете

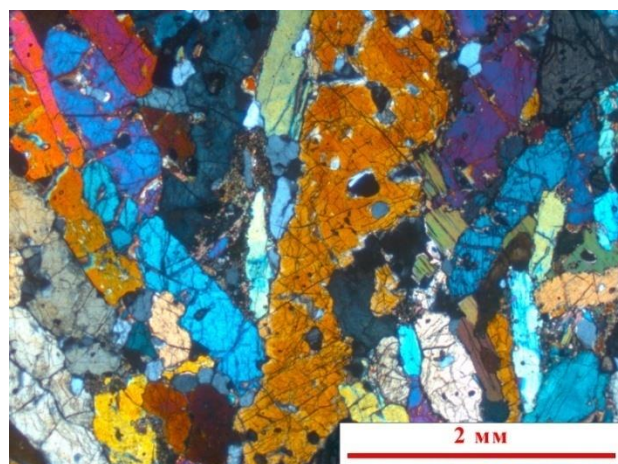


Рис. 2.17. Образец ESE-03-01. Вид в скрещенных николях

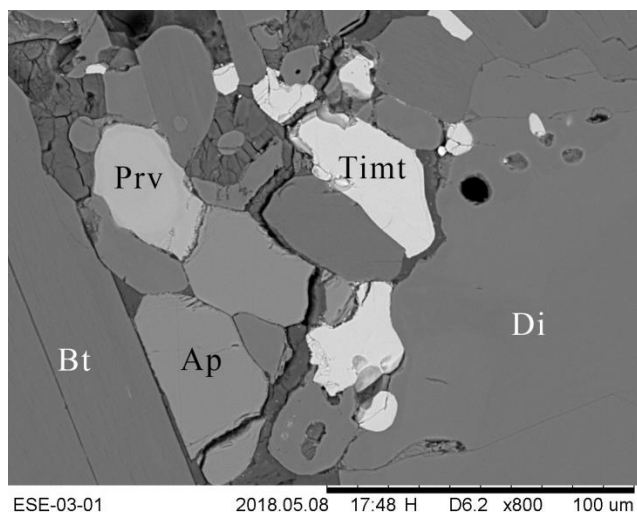


Рис. 2.18. Образец ESE-03-01. Вид в обратноотраженных электронах

ESE-03-02

Порода мелкозернистая, темно-зеленого до черного цвета. Текстура породы массивная. Образец почти полностью состоит из пироксена (97-99%); нефелин, магнетит и слюда составляют всего 1-3% объема породы.

Пироксен по оптическим свойствам соответствует диопсиду. Зерна имеют неправильную вытянутую форму. Размеры кристаллов варьируются от десятых долей миллиметра до 1,5-2 мм. В проходящем свете минерал имеет бледно-зеленый цвет, в скрещенных николях – сине-фиолетовый, показатель двупреломления равен 0,022. Углы погасания составляют 35-40° (Рис. 2.19, 2.20).

Магнетит образует зерна неправильной формы, размерами от долей миллиметра до 5-8 мм. Встречаются включения перовскита (Рис. 2.21).

Гранат, соответствующий шорломиту, имеет изометричную, округлую форму. Зональность некоторых кристаллов подчеркивается включениями других минералов, например, нефелина (Рис. 2.23).

Слюда в проходящем свете слабо плеохроирует от почти бесцветного до светло-коричневого. В скрещенных николях имеет зелено-розовую окраску.

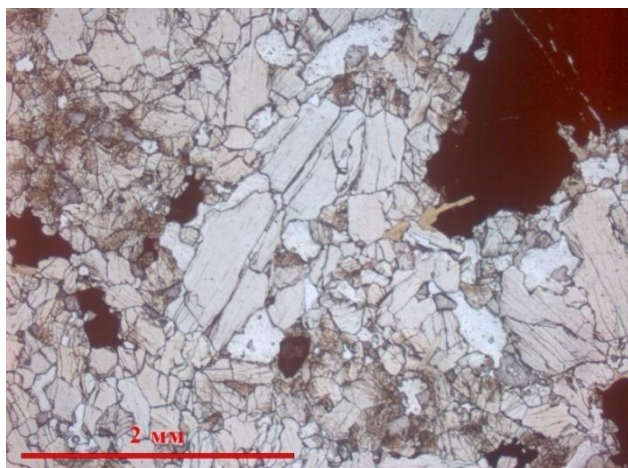


Рис. 2.19. Образец ESE-03-02. Вид в проходящем свете

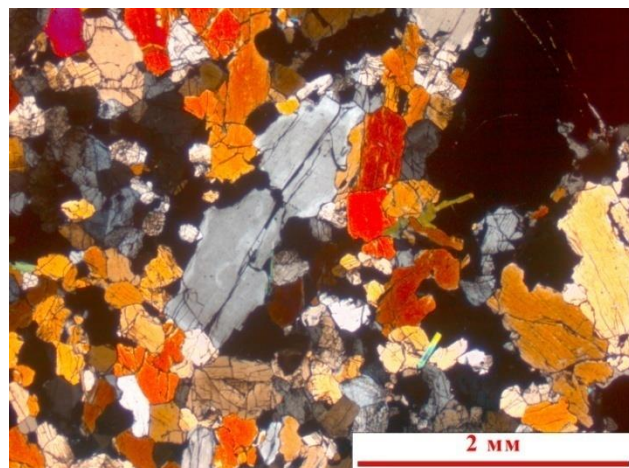


Рис. 2.20. Образец ESE-03-02. Вид в скрещенных николях

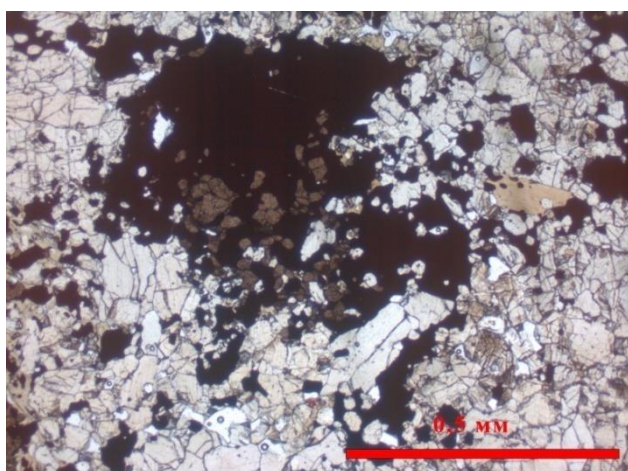


Рис. 2.21. Образец ESE-03-02. Вид в проходящем свете

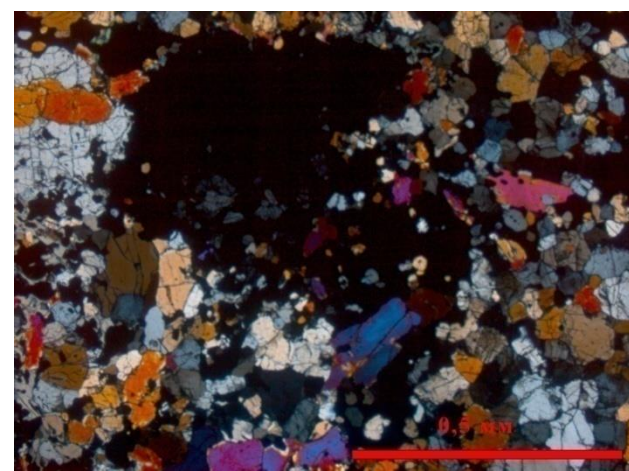


Рис. 2.22. Образец ESE-03-02. Вид в скрещенных николях

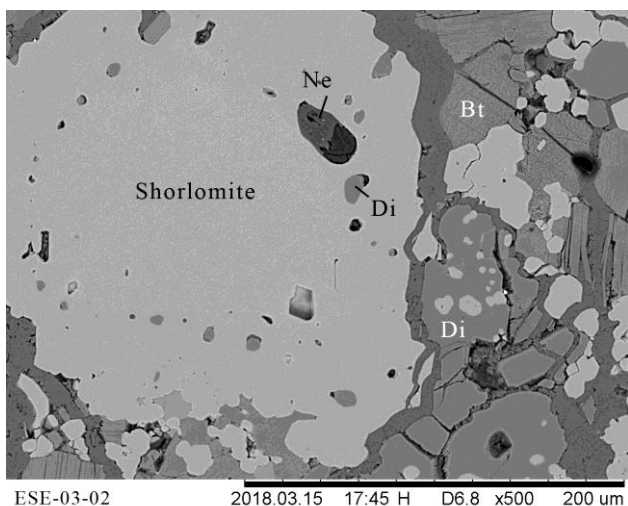


Рис. 2.23. Образец ESE-03-02. Вид в обратноотраженных электронах

SDM-80B

Образец представляет собой мелкозернистую породу черного цвета с массивной текстурой. Пироксен составляет 70% объема породы, нефелин – 25%, слюда, титанит и магнетит в сумме составляют 5%.

Пироксен (диопсид) образует вытянутые до игольчатых кристаллы. Размеры зерен в среднем 0,5 мм, но встречаются и крупные зерна до 2 мм. В проходящем свете минерал зеленоватый светло-коричневый, в скрещенных николях сине-фиолетовый, показатель двупреломления равен 0,023. Углы погасания 30-35° (Рис. 2.24, 2.25).

Нефелин образует кристаллы овальной формы, до 0,5 мм. Встречается также в виде интерстиционного цемента.

Титанит имеет ромбовидные кристаллы до 0,5 мм. В проходящем свете минерал бесцветный с высоким рельефом. В скрещенных николях – перламутровый, отчетливо видно двойникование. Также наблюдаются продукты распада (Рис. 2.26, 2.27).

Слюда по оптическим свойствам соответствует биотиту. Минерал встречается в виде единичных мелких зерен и в виде интерстиционного цемента. В проходящем свете плеохроирует от темно-коричневого до светло-коричневого, в скрещенных николях имеет грязно-оранжевую окраску.



Рис. 2.24. Образец SDM-80B. Титанит, биотит, диопсид. Вид в проходящем свете



Рис. 2.25. Образец SDM-80B. Титанит, биотит, диопсид. Вид в скрещенных николях

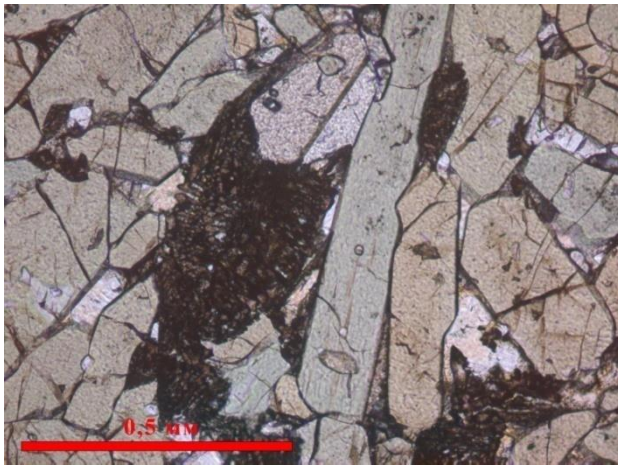


Рис. 2.26. Образец SDM-80B. Продукты распада титанита. Вид в проходящем свете



Рис. 2.27. Образец SDM-80B. Продукты распада титанита. Вид скрещенных николях

SDN-05A

Образец представляет собой средне-мелкозернистую породу серого цвета. Текстура породы массивная. В этом образце можно выделить две зоны: внешнюю – с преобладанием пироксена, и внутреннюю – с преобладанием нефелина. Во внешней зоне пироксен составляет 90% объема породы, нефелин и магнетит по 5%. Во внутренней зоне нефелин составляет 65%, пироксен – 30%, магнетит и перовскит дают в сумме 5%.

Пироксен (диопсид) образует вытянутые кристаллы, более менее идиоморфные. Размеры зерен составляют 0,1-2 мм. Часто встречаются включения нефелина, магнетита, перовскита. Также нередки двойники. В проходящем свете минерал зеленый, зелено-желтый, в скрещенных николях – до сине-фиолетового, показатель преломления равен 0,024. Кристаллы диопсида зональные – ядро зеленое, края светло-зеленые. Углы погасания 35-40° (Рис. 2.30, 2.31).

Нефелин образует кристаллы неправильной, изометричной формы с включениями магнетита, редко перовскита. В проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый. Минерал имеет зональное строение, подчеркнутое газовыми включениями (Рис.2.28, 2.29).

Перовскит образует изометричные зерна 0,1-0,5 мм в диаметре. В проходящем свете минерал бурый, в скрещенных николях – серый (Рис.2.28, 2.29).

Магнетит имеет зерна неправильной формы до 0,5-0,8 мм.

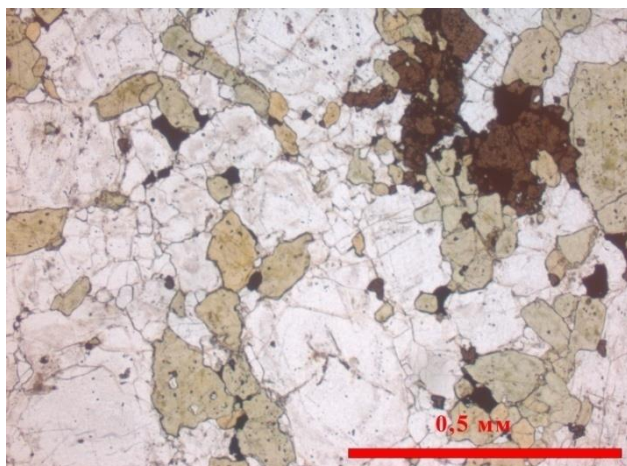


Рис. 2.28. Образец SDN-05A. Диопсид, перовскит и зональный нефелин. Вид в проходящем свете

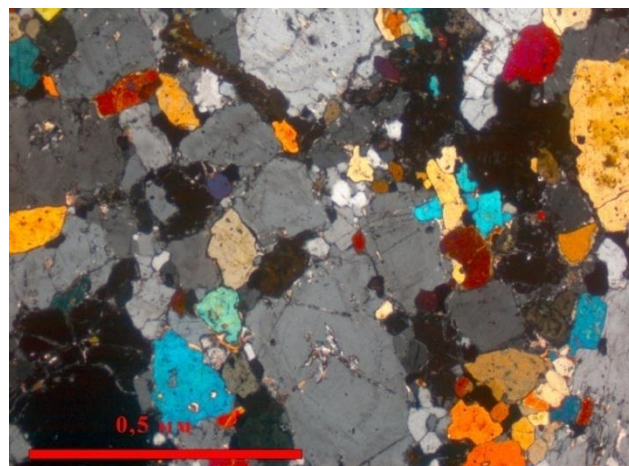


Рис. 2.29. Образец SDN-05A. Диопсид, перовскит и зональный нефелин. Вид в скрещенных николях

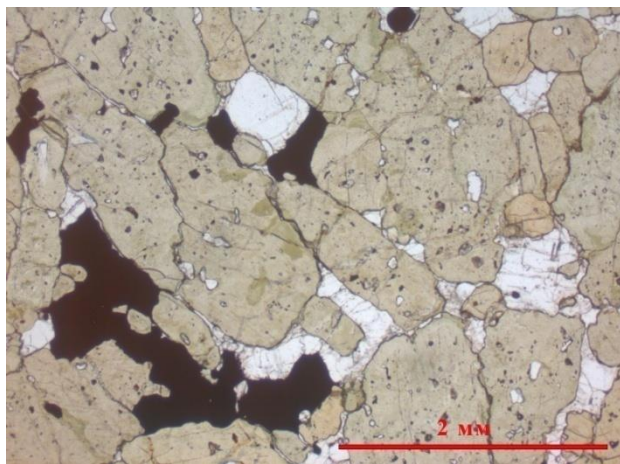


Рис. 2.30. Образец SDN-05A. Зональный диопсид и магнетит. Вид в проходящем свете

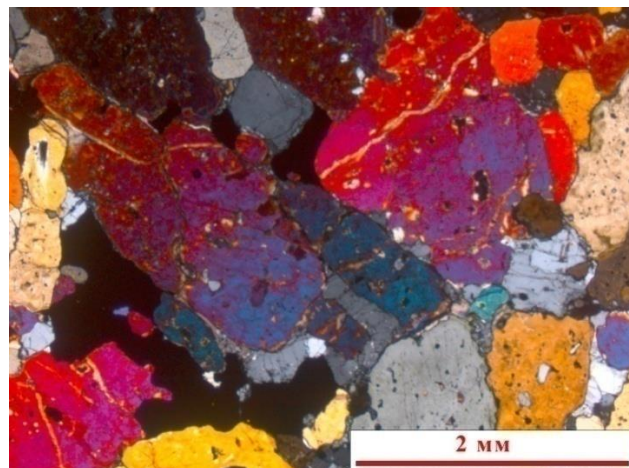


Рис. 2.31. Образец SDN-05A. Зональный диопсид и магнетит. Вид в скрещенных николях

А 16-08

Порода среднезернистая, светло-серого до темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Текстура породы массивная. Нефелин составляет 40% объема, пироксен – 30%, гранат – 30%.

Пироксен представлен диопсидом с идиоморфными зернами 0,2-4 мм. В проходящем свете имеет зеленый, зелено-желтый цвет, в скрещенных николях – до синего и зеленого, показатель двупреломления равен 0,022. Углы погасания 35-37°. В кристаллах отмечается зональность: ядро зеленое, края более светлые. Редко встречаются включения граната и нефелина.

Нефелин образует изометричные округлые зерна 0,2-1мм. В проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый.

Гранат, представленный шорломитом, имеет идиоморфные зерна 0,1-1,5мм в диаметре, часто с включениями нефелина. В проходящем свете почти черный с красновато-бурым оттенком, в скрещенных николях изотропный.

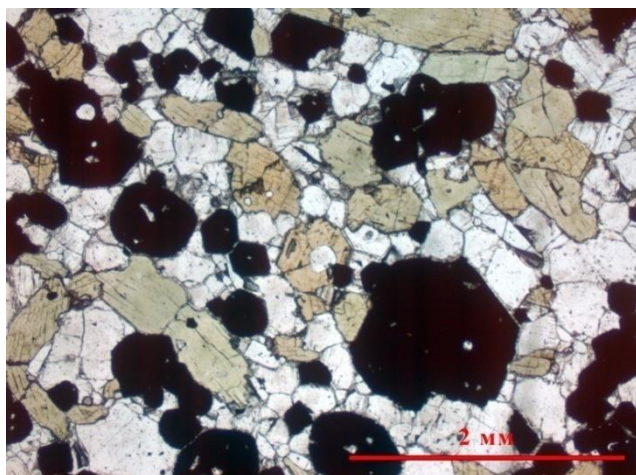


Рис. 2.32. Образец А 16-08. Вид в проходящем свете

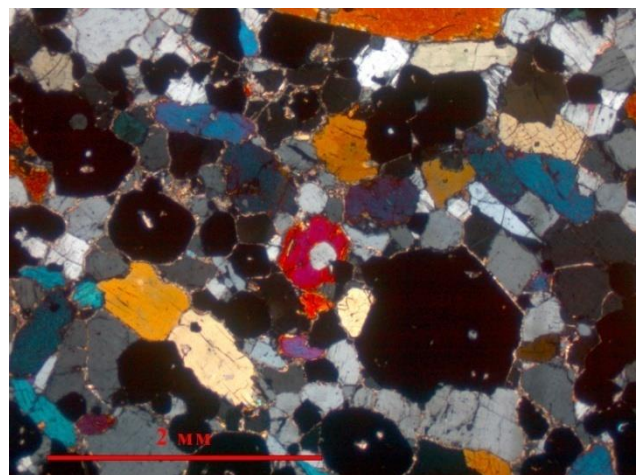


Рис. 2.33. Образец А 16-08. Вид в скрещенных николях

А 16-19

Образец представлен среднезернистой породой серого цвета. Текстура породы массивная. Нефелин составляет 55% породы, пироксен – 30%, гранат – 15%.

Пироксен (диопсид) образует вытянутые, округлые кристаллы, размерами от 0,1-0,5 до 1 мм. Встречаются включения нефелина. В проходящем свете имеет зеленый, желто-зеленый цвет, в скрещенных николях до зеленого, показатель двупреломления равен 0,024. Углы погасания 40-45°.

Нефелин имеет округлые неправильной формы кристаллы 0,5-1,8 мм. Отмечается замещение минерала карбонатами. В проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый. Гранат представлен шорломитом и образует идиоморфные зерна 0,1-1мм. В проходящем свете темно-бурый, в скрещенных николях изотропный.

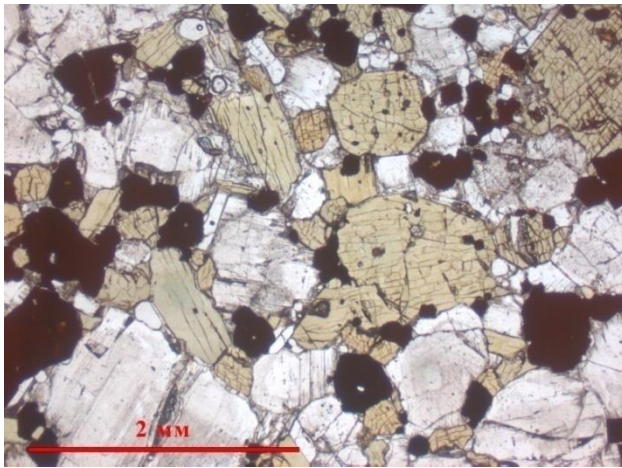


Рис. 2.34. Образец А 16-19. Вид в проходящем свете

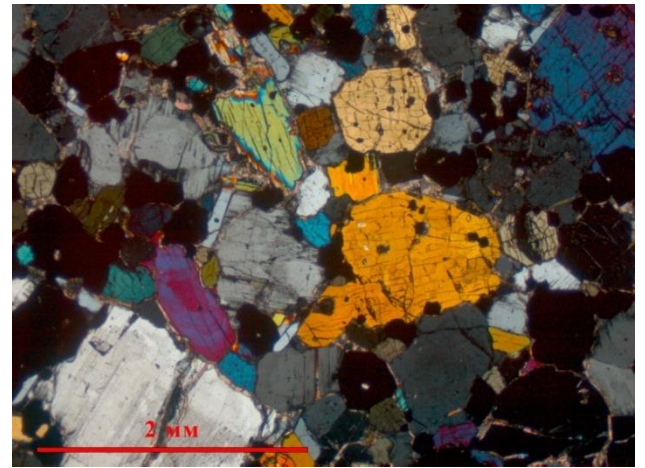


Рис. 2.35. Образец А 16-19. Вид в скрещенных николях

А 16-20

Средне-мелкозернистая порода зелено-серого цвета с массивной текстурой. Пироксен составляет 50% породы, нефелин – 25%, гранат – 15% и слюда – 10%.

Пироксен, по оптическим свойствам относящийся к диопсиду, образует округлые, вытянутые зерна до 2 мм. В проходящем свете цвета варьируются от светло-зеленого до зеленого, в скрещенных николях – сине-фиолетовый до зеленого, показатель двупреломления равен 0,023. Углы погасания 35-40°.

Нефелин образует неправильной формы кристаллы до 2 мм. Зерна разбиты кальцитовыми жилами, встречаются пойкилитовые кристаллы. В проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый.

Гранат, представленный шорломитом, образует скопления мелких округлых зерен, но редко встречаются и отдельные зерна до 0,5 мм. В них наблюдается зональность, выраженная разной окраской: ядра более темные, чем края (Рис. 2.40).

Слюда по оптическим свойствам соответствует биотиту. Размер зерен до 0,8-1мм. В проходящем свете плеохроирует от светло-коричневого до темно-зеленого, в скрещенных николях имеет оранжево-зеленый цвет (Рис. 2.36, 2.37).



Рис. 2.36. Образец А 16-20. Вид в проходящем свете

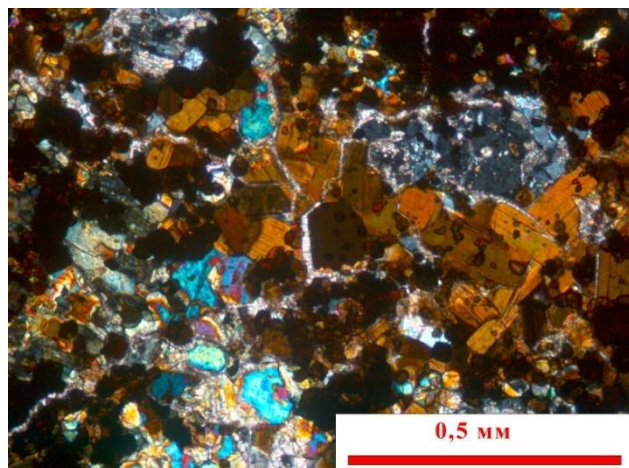


Рис. 2.37. Образец А 16-20. Вид в скрещенных николях

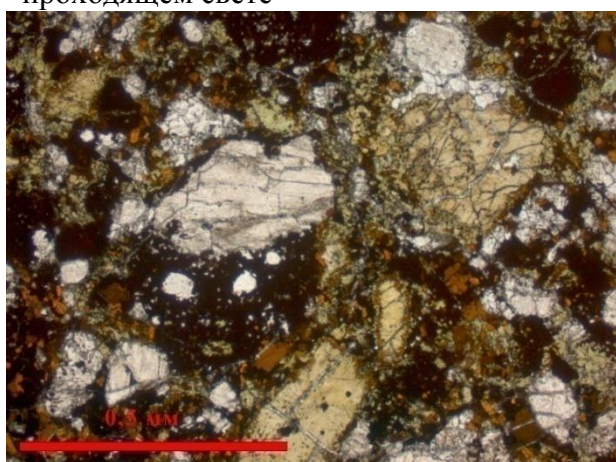


Рис. 2.38. Образец А 16-20. Вид в проходящем свете

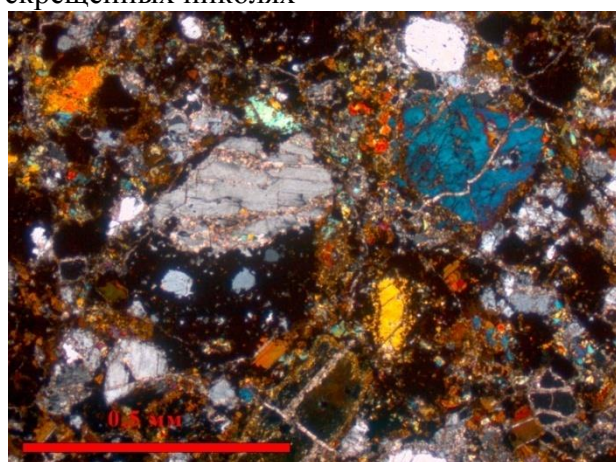


Рис. 2.39. Образец А 16-20. Вид в скрещенных николях

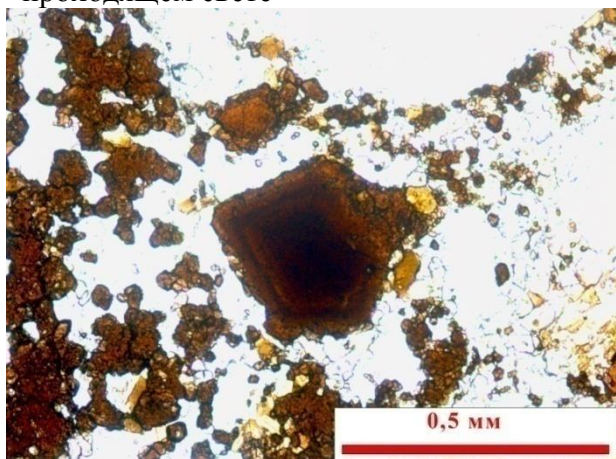
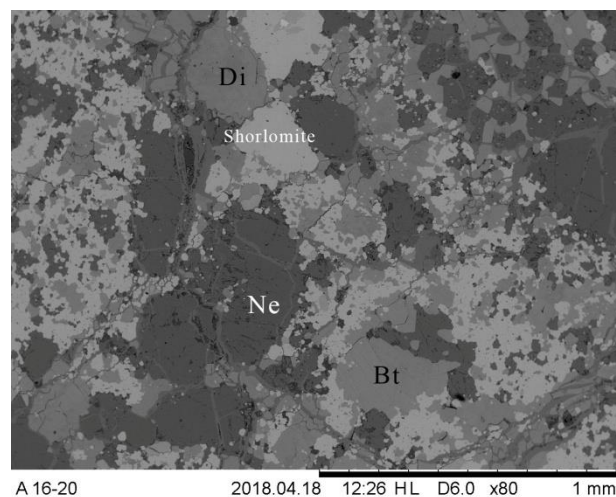
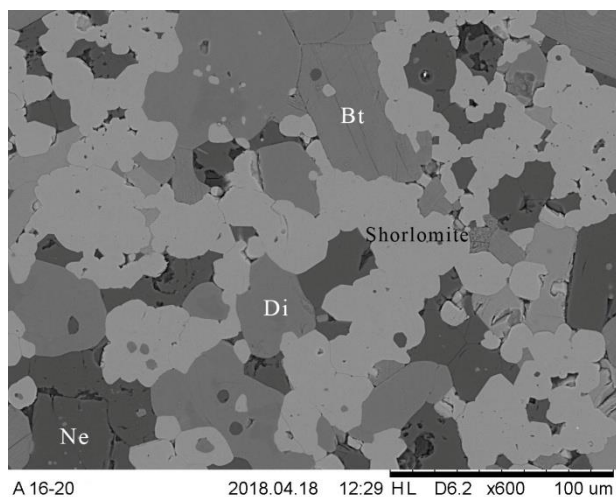
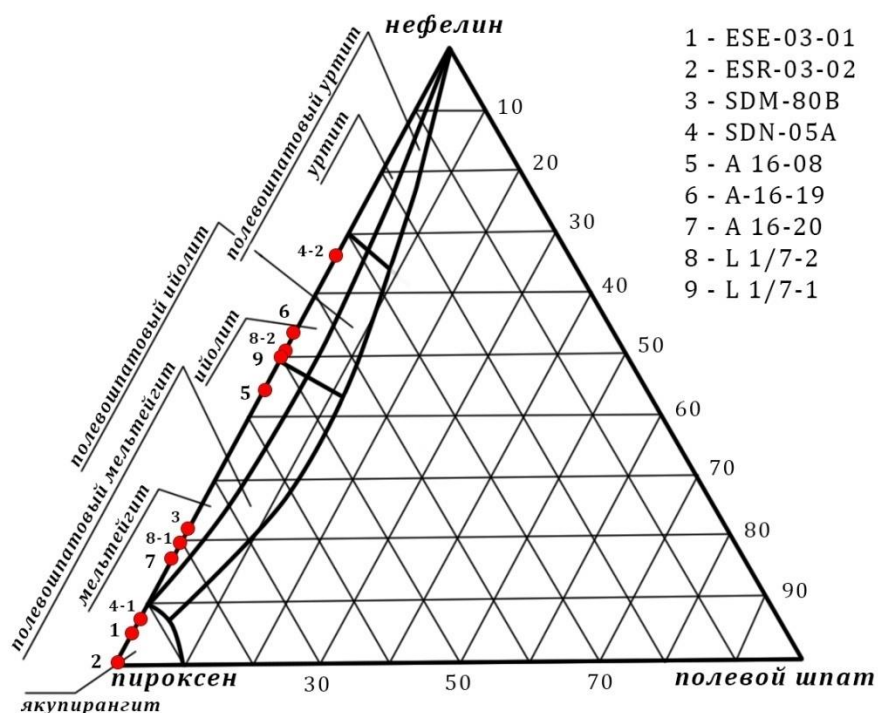


Рис. 2.40. Образец А 16-20. Зональный шорломит. Вид в проходящем свете



По результатам петрографического описания составы пород были вынесены на треугольную диаграмму в координатах Ne-Px-Pl.



Согласно этой диаграмме, породы делятся на три группы: якупирангиты, мелтейгиты и ийолиты.

Такие породы встречаются в виде ксенолитов в других вулканах, например Садиман и Олдоиньо Ленгай. Для данных ксенолитов предполагается, что они из вулкана Садиман, так как другие ближайшие вулканы отличны по составу и не содержат таких щелочных пород.

Глава 3. Результаты исследования

По результатам петрографического исследования, электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа в породах были установлены следующие минералы: нефелин, клинопироксен, гранат, перовскит, магнетит, кальцит, апатит, биотит, титанит. Для сравнительного анализа были выбраны основные минералы – нефелин, клинопироксен, гранат и магнетит. Их составы и рассчитанные формулы помещены в Приложение 1.

Клинопироксен. В анализируемых породах клинопироксен соответствует диопсиду, с содержанием диопсидового минала 53,2–82,1% и геденбергитового минала 36,7–11,8%. Полученные составы были нанесены на треугольную диаграмму с координатами Mg – Na – $Fe^{2+} + Mn$.

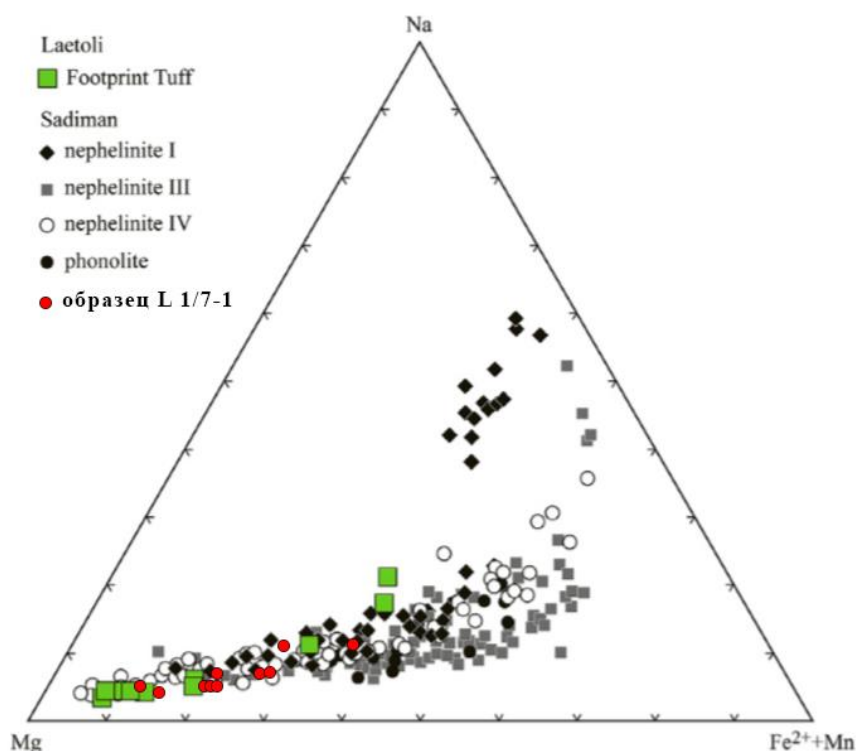
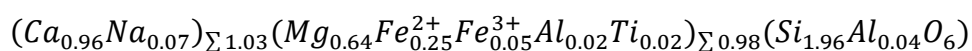


Рис. 3.2. Вариации диопсида в системе Mg–Na– $Fe^{2+} + Mn$. Данные от [Зайцев и др. 2012, 2015].

Состав диопсида несколько варьируется, но в основном магнезиальный, с небольшой примесью Fe^{2+} и Na. Расчет кристаллохимических формул диопсида проводился на 4 катиона и на 6 атомов кислорода, Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитывались по электронейтральности. В качестве примера приведена формула для анализа 1 (Таблица 2).



Нефелин. Для щелочных пород этот минерал является породообразующим. Существует зависимость состава нефелина от температуры его формирования. Гамильтон предложил геотермометр, основанный на соотношении Ne-Ks-Qtz.

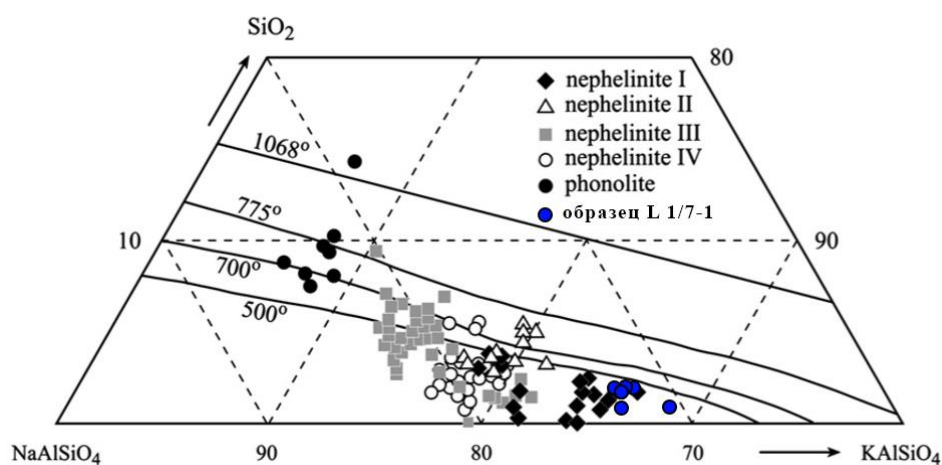
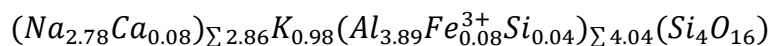


Рис. 3.1. Состав нефелина (вес. %). Изотермы по Гамильтону (1961). Данные по нефелинитам и фенолитам от [Зайцев и др. 2012].

Как видно из графика, нефелин по составу соответствует нефелиниту I вулкана Садиман, с содержанием нефелинового минала 67-70%, кальситового минала - 23-27% и анортозитового и кварцевого миналов – 5-10% в сумме. Температура образования нефелина оказалась меньше 500°C, что не характерно для щелочных пород. Из этого можно сделать вывод, что нефелин был изменен.

Кристаллохимическая формула нефелина (средние значения):



Расчет формул нефелина производился кислородным методом на 16 атомов кислорода. Всего было рассчитано 9 формул (Таблица 1).

Гранат. Для определения разновидности граната, рассчитанные коэффициенты Ti и Fe^{3+} (только из октоэдрической позиции) были нанесены на график Ti – Fe^{3+} .

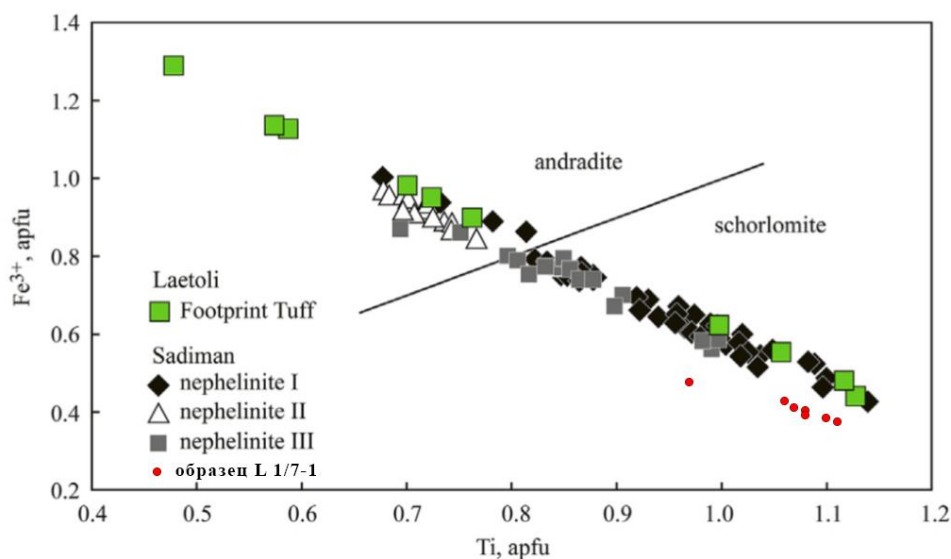
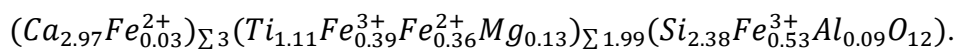


Рис. 3.3. Составы гранатов (ат.). Данные от [Зайцев и др. 2012, 2015].

Как видно из графика, гранат представлен высокотитанистой разновидностью - шорломитом. По составу шорломит вполне соответствует гранатам Садимана и туфов Лаетоли. Расчет формул производился на 8 катионов и 12 атомов кислорода. Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитывались по электронейтральности. В качестве примера приведена формула для анализа 1 (Таблица 3).



Магнетит. Для сравнения, данные рентгеноспектрального микроанализа были нанесены на диаграмму $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$.

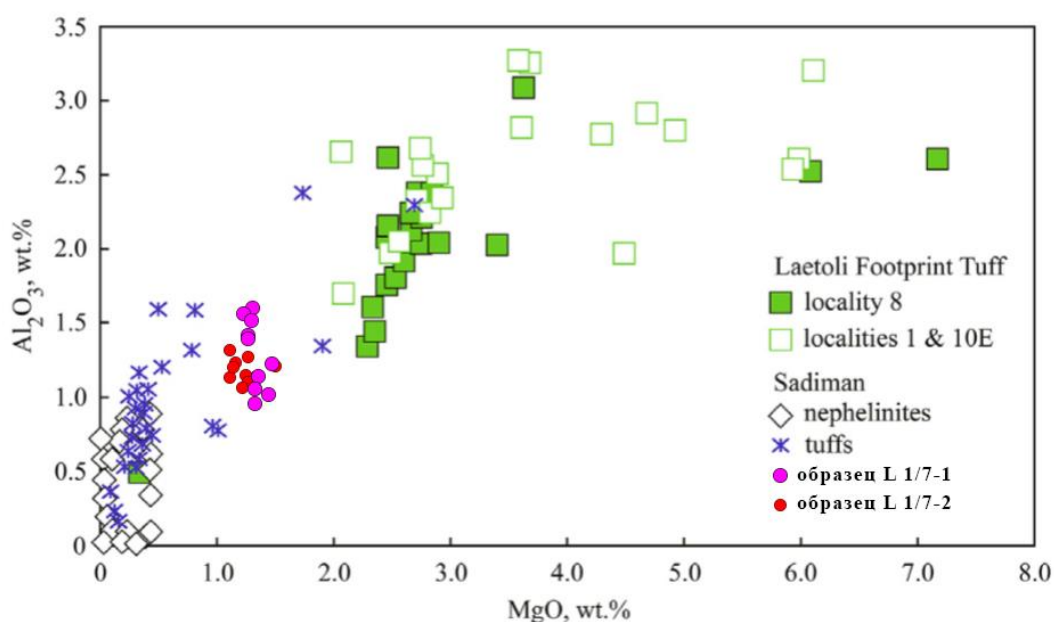
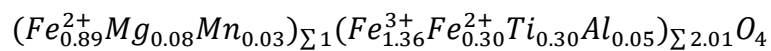


Рис. 3.4. Соотношение MgO и Al_2O_3 (вес. %) в магнетите. Данные от [Зайцев и др. 2015].

По графику видно, что магнетит ксенолитов отличается магнетита и туфов Лаэтоли, и пород вулкана Садиман. Минерал характеризуется промежуточным содержанием MgO и Al₂O₃.

Кристаллохимические формулы рассчитывались на 4 кислорода и 3 катиона. В качестве примера приведена формула для 1 анализа образца L 1/7-1 (Таблица 4).



Выводы.

Проведенные исследования позволили надежно диагностировать минералы, встречающиеся в ксенолитах: нефелин, диопсид, шорломит, перовскит, магнетит, биотит, кальцит, апатит, титанит.

По соотношению минералов ксенолиты были разделены на три группы пород, такие как якупирангиты, мельтейгиты и ийолиты.

Сравнительный анализ проводился по четырем преобладающим минералам – нефелину, диопсиду, шорломиту и магнетиту. По полученным данным составы нефелина, диопсида и шорломита весьма схожи с составами этих же минералов из туфов Лаэтоли и пород Садимана, вследствие их измененности. Магнетит, как минерал устойчивый, довольно сильно отличается от магнетита из туфов Лаэтоли, и из пород Садимана, и в дальнейшем может быть использован как минерал-индикатор.

Однако, несмотря на сходство минералов ксенолитов и пород Садимана, этот вулкан пока не может рассматриваться в качестве источника материала, так как плутонические породы Садимана еще не изучены.

Список литературы.

1. Геологические структуры: Пер. с англ./Под. ред. Т. Уемуры, Ш. Мицутани, М.: Недра, 1990, 292с.
2. Петрографический кодекс России: Глав. ред. О. А. Богатилов, О. В. Петров, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
3. Саранчина Г. М., Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов): Учеб. пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000.
4. Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов под ред. Н. Д. Соболева, М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958.
5. A.N. Zaitsev et al. Mineralogy, geochemistry and petrology of the phonolitic to nephelinitic Sadiman volcano, Crater Highlands, Tanzania // *Lithos*, 2012. № 152, pp 66-83
6. A.N. Zaitsev et al. Mineralogy of the Laetolil Footprint Tuff: A comparison with possible volcanic sources from the Crater Highlands and Gregory Rift, // *Journal of African Earth Sciences*, 2015. №111, pp 214-221;
7. Dawson, J. B. The Gregory Rift Valley and Neogene–Recent Volcanoes of Northern Tanzania // Geological Society, London, 2008.
8. D. L. Hamilton. Nephelines as Crystallization Temperature Indicators // *The Journal of Geology*, 1961. Vol. 69, No. 3, pp. 321-329.
9. Richard I. Hay. Melilitite-Carbonatite Tuffs in the Laetolil Beds of Tanzania // *Contrib. Mineral. Petrol*, 1978. № 67, pp. 357-367.
10. Richard I. Hay. *Geology of the Laetoli area*, 1987.

Приложение 1.

Таблица 1. Состав (вес. %) нефелина.

	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1
	Спектр 1	Спектр 2	Спектр 3	Спектр 4	Спектр 5	Спектр 6	Спектр 7	Спектр 8	Спектр 9
SiO ₂	41,51	41,78	42,42	42,40	42,27	41,82	42,55	41,17	42,34
Al ₂ O ₃	34,06	34,27	34,59	34,95	34,60	34,21	34,80	32,42	35,35
Fe ₂ O ₃	1,15	1,12	1,13	1,14	1,07	1,02	1,13	1,69	0,73
CaO	0,84	0,72	0,72	0,63	0,59	0,73	0,77	1,52	0,57
Na ₂ O	14,65	15,10	15,25	15,00	15,10	15,06	15,10	13,87	14,99
K ₂ O	8,07	8,21	8,12	8,15	8,14	8,00	8,10	7,39	8,20
Сумма	100,28	101,20	102,23	102,27	101,77	100,84	102,45	98,06	102,18

Спектр 1. $(Na_{2.76}Ca_{0.09})_{\Sigma 2.85}K_{1.00}(Al_{3.90}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.03})_{\Sigma 4.01}(Si_4O_{16})$

Спектр 2. $(Na_{2.82}Ca_{0.07})_{\Sigma 2.89}K_{1.01}(Al_{3.89}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.03})_{\Sigma 4.00}(Si_4O_{16})$

Спектр 3. $(Na_{2.82}Ca_{0.07})_{\Sigma 2.89}K_{0.99}(Al_{3.88}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.04})_{\Sigma 4.00}(Si_4O_{16})$

Спектр 4. $(Na_{2.77}Ca_{0.06})_{\Sigma 2.83}K_{0.99}(Al_{3.92}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.03})_{\Sigma 4.03}(Si_4O_{16})$

Спектр 5. $(Na_{2.80}Ca_{0.06})_{\Sigma 2.86}K_{0.99}(Al_{3.90}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.04})_{\Sigma 4.02}(Si_4O_{16})$

Спектр 6. $(Na_{2.84}Ca_{0.08})_{\Sigma 2.90}K_{0.99}(Al_{3.89}Fe_{0.07}^{3+}Si_{0.04})_{\Sigma 4.00}(Si_4O_{16})$

Спектр 7. $(Na_{2.78}Ca_{0.08})_{\Sigma 2.86}K_{0.98}(Al_{3.89}Fe_{0.08}^{3+}Si_{0.04})_{\Sigma 4.01}(Si_4O_{16})$

Спектр 8. $(Na_{2.67}Ca_{0.16})_{\Sigma 2.92}K_{0.93}(Al_{3.79}Fe_{0.13}^{3+}Si_{0.08})_{\Sigma 4.00}(Si_4O_{16})$

Спектр 9. $(Na_{2.76}Ca_{0.06})_{\Sigma 2.82}K_{0.99}(Al_{3.96}Fe_{0.05}^{3+}Si_{0.02})_{\Sigma 4.03}(Si_4O_{16})$

Таблица 2. Состав (вес. %) диопсида.

	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1
	Спектр 1	Спектр 2	Спектр 3	Спектр 4	Спектр 5	Спектр 6	Спектр 7	Спектр 8	Спектр 9	Спектр 10
SiO ₂	52,23	54,18	51,73	54,40	51,30	51,94	53,27	52,48	52,59	51,26
TiO ₂	0,58	0,95	0,78	0,66			0,83			0,81
Al ₂ O ₃	1,41	0,82	2,00	0,73	1,84	0,83	1,24	0,83	0,72	2,21
FeO	9,39	4,46	8,36	5,47	8,31	10,15	6,42	12,52	9,85	8,27
MnO								0,46	0,42	
MgO	11,44	15,10	12,15	14,47	11,83	10,43	13,45	9,03	11,07	11,95
CaO	23,82	24,89	24,33	25,24	23,91	22,47	24,15	22,51	23,84	24,25
Na ₂ O	0,91	0,64	0,75	0,61	0,78	1,43	0,64	1,45	0,89	0,68
Сумма	99,78	101,04	100,10	101,58	97,97	97,25	100,00	99,28	99,38	99,43

Спектр 1. $(Ca_{0.96}Na_{0.07})_{\Sigma 1.03}(Mg_{0.64}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.05}^{3+}Al_{0.02}Ti_{0.02})_{\Sigma 0.98}(Si_{1.96}Al_{0.04}O_6)$

Спектр 2. $(Ca_{0.97}Na_{0.05})_{\Sigma 1.02}(Mg_{0.82}Fe_{0.12}^{2+}Ti_{0.03}Fe_{0.02}^{3+}Al_{0.01})_{\Sigma 1}(Si_{1.97}Al_{0.03}O_6)$

Спектр 3. $(Ca_{0.97}Na_{0.05})_{\Sigma 1.02}(Mg_{0.68}Fe_{0.19}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.02}Ti_{0.02})_{\Sigma 0.98}(Si_{1.93}Al_{0.07}O_6)$

- Спектр 4. $(Ca_{0.99}Na_{0.04})_{\Sigma 1.02}(Mg_{0.78}Fe_{0.14}^{2+}Fe_{0.02}^{3+}Al_{0.02}Ti_{0.01})_{\Sigma 0.97}(Si_{1.98}Al_{0.02}O_6)$
- Спектр 5. $(Ca_{0.97}Na_{0.06})_{\Sigma 1.03}(Mg_{0.67}Fe_{0.19}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.03})_{\Sigma 0.96}(Si_{1.95}Al_{0.05}O_6)$
- Спектр 6. $(Ca_{0.93}Na_{0.04})_{\Sigma 1.04}(Mg_{0.60}Fe_{0.26}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.04})_{\Sigma 0.97}(Si_2O_6)$
- Спектр 7. $(Ca_{0.96}Na_{0.05})_{\Sigma 1.01}(Mg_{0.74}Fe_{0.20}^{2+}Al_{0.02}Ti_{0.02})_{\Sigma 0.98}(Si_{1.97}Al_{0.03}O_6)$
- Спектр 8. $(Ca_{0.92}Na_{0.11})_{\Sigma 1.03}(Mg_{0.51}Fe_{0.34}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Al_{0.04}Mn_{0.01})_{\Sigma 0.96}(Si_2O_6)$
- Спектр 9. $(Ca_{0.97}Na_{0.07})_{\Sigma 1.04}(Mg_{0.62}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Al_{0.02}Mn_{0.01})_{\Sigma 0.96}(Si_{1.99}Al_{0.01}O_6)$
- Спектр 10. $(Ca_{0.98}Na_{0.05})_{\Sigma 1.03}(Mg_{0.67}Fe_{0.20}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Al_{0.03}Ti_{0.02})_{\Sigma 0.98}(Si_{1.93}Al_{0.07}O_6)$

Таблица 3. Состав (вес. %) шорломита.

	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1
	Спектр 1	Спектр 2	Спектр 3	Спектр 4	Спектр 5	Спектр 6	Спектр 7
MgO	1,05	1,18	1,06	1,02	1,14	1,12	1,04
Al ₂ O ₃	0,94	1,20	1,05	1,39	1,02	0,92	1,60
SiO ₂	27,92	27,68	27,93	28,42	28,41	28,06	28,31
CaO	32,53	32,27	32,29	32,30	32,69	32,99	32,75
TiO ₂	17,37	16,29	16,64	14,89	16,96	16,92	17,44
FeO	18,33	18,15	18,34	18,07	18,25	18,19	18,05
Сумма	98,14	96,77	97,31	96,09	98,47	98,20	99,19

- Спектр 1. $(Ca_{2.97}Fe_{0.03}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{1.11}Fe_{0.39}^{3+}Fe_{0.36}^{2+}Mg_{0.13})_{\Sigma 1.99}(Si_{2.38}Fe_{0.53}^{3+}Al_{0.09}O_{12})$
- Спектр 2. $(Ca_{2.98}Fe_{0.02}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{1.06}Fe_{0.50}^{3+}Fe_{0.29}^{2+}Mg_{0.15})_{\Sigma 2}(Si_{2.38}Fe_{0.50}^{3+}Al_{0.12}O_{12})$
- Спектр 3. $(Ca_{2.97}Fe_{0.03}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{1.07}Fe_{0.46}^{3+}Fe_{0.34}^{2+}Mg_{0.14})_{\Sigma 2,01}(Si_{2.40}Fe_{0.49}^{3+}Al_{0.11}O_{12})$
- Спектр 4. $(Ca_{2.99}Fe_{0.01}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{0.97}Fe_{0.61}^{3+}Fe_{0.29}^{2+}Mg_{0.13})_{\Sigma 2}(Si_{2.46}Fe_{0.40}^{3+}Al_{0.14}O_{12})$
- Спектр 5. $(Ca_{2.97}Fe_{0.03}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{1.08}Fe_{0.43}^{3+}Fe_{0.35}^{2+}Mg_{0.14})_{\Sigma 2}(Si_{2.41}Fe_{0.49}^{3+}Al_{0.10}O_{12})$
- Спектр 6. $Ca_{3,01}(Ti_{1.08}Fe_{0.45}^{3+}Fe_{0.32}^{2+}Mg_{0.14})_{\Sigma 1.99}(Si_{2.39}Fe_{0.52}^{3+}Al_{0.09}O_{12})$
- Спектр 7. $(Ca_{2.95}Fe_{0.05}^{2+})_{\Sigma 3}(Ti_{1.10}Fe_{0.41}^{3+}Fe_{0.35}^{2+}Mg_{0.13})_{\Sigma 1.99}(Si_{2.38}Fe_{0.46}^{3+}Al_{0.16}O_{12})$

Таблица 4. Состав (вес.%) магнетита.

	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1	L1-7-1
	Спектр 1	Спектр 2	Спектр 3	Спектр 4	Спектр 5	Спектр 6	Спектр 7	Спектр 8	Спектр 9	Спектр 10
MgO	1,38	1,47	1,25	1,29	1,29	1,33	1,30	1,35	1,36	1,45
Al ₂ O ₃	1,09	1,18	1,50	1,33	1,34	1,54	1,45	1,01	0,91	0,97
TiO ₂	10,78	10,59	10,16	10,21	10,05	10,27	10,04	11,12	11,00	11,14
MnO	0,94	1,02	1,09	0,89	0,94	0,99	0,82	1,01	1,09	0,99
FeO	82,79	82,40	83,95	83,63	83,87	83,26	83,80	83,63	83,90	83,22
Сумма	96,98	96,66	97,95	97,35	97,49	97,39	97,41	98,12	98,26	97,77

- Спектр 1. $(Fe_{0.89}^{2+}Mg_{0.08}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.36}^{3+}Fe_{0.30}^{2+}Ti_{0.30}Al_{0.05})_{\Sigma 2,01}O_4$

Спектр 2. $(Fe_{0.89}^{2+}Mg_{0.08}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.36}^{3+}Fe_{0.29}^{2+}Ti_{0.29}Al_{0.05})_{\Sigma 1,99}O_4$
 Спектр 3. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.38}^{3+}Fe_{0.28}^{2+}Ti_{0.28}Al_{0.06})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 4. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.38}^{3+}Fe_{0.28}^{2+}Ti_{0.28}Al_{0.06})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 5. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.38}^{3+}Fe_{0.28}^{2+}Ti_{0.28}Al_{0.06})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 6. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.39}^{3+}Fe_{0.28}^{2+}Ti_{0.28}Al_{0.07})_{\Sigma 2,02}O_4$
 Спектр 7. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.38}^{3+}Fe_{0.28}^{2+}Ti_{0.28}Al_{0.06})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 8. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.35}^{3+}Fe_{0.30}^{2+}Ti_{0.30}Al_{0.04})_{\Sigma 1,99}O_4$
 Спектр 9. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.36}^{3+}Fe_{0.29}^{2+}Ti_{0.30}Al_{0.04})_{\Sigma 1,99}O_4$
 Спектр 10. $(Fe_{0.89}^{2+}Mg_{0.08}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.35}^{3+}Fe_{0.31}^{2+}Ti_{0.31}Al_{0.04})_{\Sigma 2,01}O_4$

Таблица 5. Состав (вес. %) магнетита

	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2	L1-7-2
	Спектр 1	Спектр 2	Спектр 3	Спектр 4	Спектр 5	Спектр 6	Спектр 7	Спектр 8	Спектр 9	Спектр 10
MgO	1,15	1,10	1,47	1,23	1,10	1,23	1,28	1,25	1,21	1,14
Al ₂ O ₃	1,23	1,15	1,23	1,15	1,33	1,10	1,14	1,28	1,08	1,21
TiO ₂	8,69	9,00	8,75	8,43	8,85	9,57	9,02	8,51	8,97	8,93
MnO	1,00	0,86	0,81	0,95	0,90	0,64	0,67	0,73	0,87	0,87
FeO	83,70	83,74	83,00	83,40	84,55	84,22	84,82	84,69	83,06	83,65
Сумма	95,77	95,85	95,26	95,16	96,73	96,76	96,93	96,46	95,19	95,80

Спектр 1. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.06}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.46}^{3+}Fe_{0.24}^{2+}Ti_{0.24}Al_{0.05})_{\Sigma 1,99}O_4$
 Спектр 2. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.06}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.25}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.05})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 3. $(Fe_{0.89}^{2+}Mg_{0.08}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.25}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.05})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 4. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.47}^{3+}Fe_{0.24}^{2+}Ti_{0.24}Al_{0.05})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 5. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.06}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.25}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.06})_{\Sigma 2,01}O_4$
 Спектр 6. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.02})_{\Sigma 1}(Fe_{1.42}^{3+}Fe_{0.27}^{2+}Ti_{0.27}Al_{0.05})_{\Sigma 2,01}O_4$
 Спектр 7. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.02})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.25}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.05})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 8. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.02})_{\Sigma 1}(Fe_{1.47}^{3+}Fe_{0.23}^{2+}Ti_{0.24}Al_{0.06})_{\Sigma 2}O_4$
 Спектр 9. $(Fe_{0.90}^{2+}Mg_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.26}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.05})_{\Sigma 2,01}O_4$
 Спектр 10. $(Fe_{0.91}^{2+}Mg_{0.06}Mn_{0.03})_{\Sigma 1}(Fe_{1.45}^{3+}Fe_{0.25}^{2+}Ti_{0.25}Al_{0.05})_{\Sigma 2}O_4$